

攀西地区钒钛磁铁矿矿床的成因类型

卢记仁 张承信^① 张光弟 顾光先

(地质矿产部矿床地质研究所)

刘玉书 黄与能

(四川省地质矿产局106队)

内容提要:含矿岩体受南北向深断裂控制,为辉长岩和辉长岩-辉石岩-橄辉岩两种类型。岩体韵律结构发育,由下而上基性程度不断降低。由于岩浆脉动侵入,韵律结构具多旋回性。钒钛磁铁矿矿层赋存于岩体中下部或韵律旋回底部,自下而上依次发育嵌晶结构、镶嵌结构和海绵陨铁结构。岩体的 $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{FeO}$ 比值很高。根据地质构造背景和氧逸度估算,岩体在熔融状态时处于氧分压较高的环境之中。熔融实验表明铁钛氧化物熔点高,结晶早。但是在相当大的温度范围,铁钛氧化物与造岩矿物同时结晶。矿床中单斜辉石与钛磁铁矿中的Sc,单斜辉石与钛铁矿中的 MnO 有良好的协变关系。攀西地区钒钛磁铁矿矿床不是岩浆晚期矿床,而是岩浆早期矿床。

主题词:攀西地区 钒钛磁铁矿矿床 成因类型 岩浆早期矿床

攀枝花、红格、白马、太和钒钛磁铁矿矿床,过去一直被认为是典型的岩浆晚期矿床。特别是攀枝花钒钛磁铁矿矿床,不少矿床学家都将它作为岩浆晚期矿床范例,纳入各自编写的矿床学著作中。近几年来,在已往工作的基础上,我们有意识地加强了此方面的探索。通过深入研究,我们认为这些矿床应为岩浆早期矿床。作者不揣冒昧,将所得初步成果整理发表,以盼引起关注和探讨。

一、矿床地质特征

(一) 本区所有含矿层状岩体无一例外地产于康滇地轴隆起带,严格受南北向断裂构造带控制。岩体分布在震旦系灯影组与观音崖组不整合面上或震旦系底部不整合面上。也有认为岩体产于会理群之中。有关岩体的形成时代,一直存在争议^[1,2],我们测得的同位素地质年龄大约为5亿年。

(二) 含矿岩体可分两种类型:攀枝花、白马、太和属辉长岩型;红格为辉长岩-辉石岩-橄辉岩型。这两种岩体均具明显分异演化趋势,表现出自下而上基性程度呈韵律式降低。这一重要而突出的变化特征,从岩石类型、矿物组合、岩石化学成分及矿物成分变化等诸方面均可得到佐证。

(三) 含矿岩体不仅韵律结构发育,并具多旋回性、多级性。大的韵律旋回包含着若干次级韵律变化。在每个含矿岩体中,岩相、结构构造和矿物成分诸方面表现出几次大的旋回性

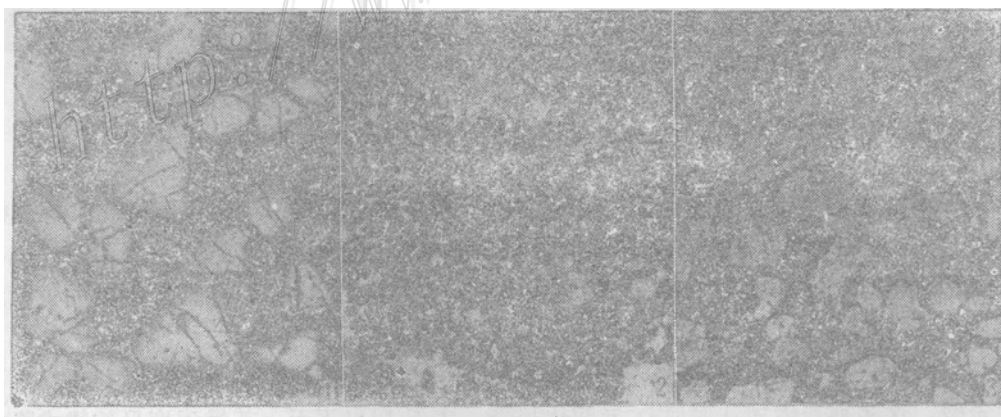
^① 本文由张承信依据集体研究报告写成,参加本项目研究的还有张德岐、邱建蓉、张桂兰等

重复。如果把各含矿岩体的总体变化趋势作为一级韵律旋回,则几次旋回性重复称作二级韵律旋回。由红格岩体发现二级韵律旋回之间呈超覆接触。越向上,二级韵律层展布面积越大,可直接扩展覆盖在底板围岩之上,底部常常见下伏韵律旋回或底板岩石的捕虏体。说明岩浆经历了多次脉动侵入。

钒钛磁铁矿矿体赋存于二级韵律旋回底部或下部,矿体与岩体产状一致。矿体下部呈厚层状,矿石品级较高,上部呈薄层,多为低品级矿石,经常出现不连续的薄层透镜体或矿条。矿体侧向变化明显,并有分枝复合现象,通常矿层由若干个厚度不等的矿体上下叠置而成。虽然矿体处于二级韵律的底部或下部,但在整个韵律旋回中均有铁钛氧化物的晶出,说明它的晶出与岩相无关。

(四) 在铁钛氧化物中,铁、钛的变化特点十分突出^①: ①矿石中铁钛氧化物的TFe和TiO₂比例大致一定; ②矿石中钛磁铁矿和钛铁矿的比例不同,钛磁铁矿含量与矿石TFe呈明显的线性正相关,钛铁矿含量与矿石TFe不相关; ③钛磁铁矿单矿物中TFe、TiO₂的变化规律在两类含矿岩体中有明显差异。红格岩体的钛磁铁矿TFe随矿石TFe增高呈指数曲线降低, TiO₂随矿石TFe增高而呈指数曲线升高。攀枝花、白马、太和各岩体的钛磁铁矿中的TFe随矿石TFe增高呈线性增高,而TiO₂则相反呈线性降低。

(五) 表1展示了主要含矿岩石的结构构造空间分布特点。从矿物相互关系看,主要有三种结构类型: 嵌晶结构(照片1)、镶嵌结构(照片2)和海绵陨铁结构(照片3)。一般说,韵律旋回底部为嵌晶结构,向上依次过渡为镶嵌结构、海绵陨铁结构。但不同含矿岩体或同一岩体的不同二级旋回可出现如下三种情况: ①从底部向上由嵌晶结构跃变为海绵陨铁结构; ②底部为镶嵌结构,往上渐变为海绵陨铁结构; ③只出现海绵陨铁结构。从矿物粒度和自形程度看,不等粒结构普遍存在。



照片1 自形嵌晶结构 光片 ×40 H75-43(红格)

照片2 粒状镶嵌结构 自形铁钛氧化物彼此镶嵌,局部与细粒自形一半自形辉石镶嵌薄片 ×4 ZH180-137(红格)

照片3 假斑状海绵陨铁结构 自形一半自形辉石均匀地散布在铁钛氧化物致密集合体中 薄片 ×4 P1630(攀枝花)

① 卢记仁、刘杖、李存帅等(1980)“攀枝花—西昌地区钒钛磁铁矿共生矿物成分研究报告”

表 1 主要矿石类型及其结构构造的空间分布特点
Table 1. Spatial distribution of major ore-bearing rock types and ore textures and structures

矿床	韵律旋回	岩相	矿层 (矿体)	矿 石 结 构	矿 石 构 造	矿 石 岩 石 类 型
红 格	4	辉长岩相 (ψ)	上部矿层 (ψ_2)	充填结构	星散浸染状构造	辉长岩型
			下部矿层 (ψ_3)	充填结构、海绵状铁结构	条带状构造、稀疏 —中稠浸染状构造	辉长岩型、辉石岩 辉石岩-橄辉岩型
	3	辉石岩相 (ψ)	上部矿层 (ψ_1)	海绵状铁结构、粒状铁结构	条带状构造、稀— 中稠浸染状构造	辉石岩型、橄辉岩型
	2		中部矿层 (ψ_2)	充填结构	星散浸染状构造	辉石岩型、橄辉岩型 含长辉石岩型、橄 辉岩型
攀 枝 花	1	橄辉岩相 ($\sigma\psi$)	下部矿层 ($\sigma\psi_1$)	海绵状铁结构、粒状铁结构	星散浸染状构造、 条带状构造、致密 块状构造	辉石岩型、橄辉岩 型、橄辉岩型
			上部矿层 ($\sigma\psi_2$)	充填结构	星散浸染—稀疏 浸染状构造	橄辉岩型、辉石岩型
	2	辉长岩相	上部暗色层 辉长岩—II 矿层	充填结构	星散浸染状构造	暗色辉长岩型
			下部暗色层 辉长岩—III 矿层	海绵状铁结构、粒状铁结构	条带状构造、星散 浸染状构造	暗色辉长岩型 暗色辉长岩型、富 磷辉长岩型、富磷 辉长岩型
白 马	B	橄辉岩-长岩-橄 长岩相	III矿体	充填结构	星散浸染状构造	富磷辉长岩-橄辉 岩型
			II矿体	海绵状铁结构	条带状、稀疏浸染 状构造	橄辉岩型
	A	斜长-橄 辉岩-斜长 橄辉岩相	I矿体	海绵状铁结构	稀—中稠浸染状 构造	斜长橄辉岩型、斜 长橄辉岩型
			IV矿体	海绵状铁结构	条带状、稀疏浸染 状构造	橄辉岩型、橄辉 岩型
太 和		辉长岩相	辉长岩	充填结构	星散浸染状构造	(含铁辉长岩)
			辉长岩矿层 状铁结构	充填结构	星散—稀疏浸染状 构造、条带状、块 状构造	辉长岩型
			辉长岩	充填结构	星散浸染状构造	(含铁辉长岩)

注: A、B为白马岩体二级韵律旋回代号

(六) 铁钛氧化物中, 钛铁矿中的 MgO 和 Sc 含量随层位升高而有规律地降低, FeO 、 MnO 随层位升高而升高。红格矿区钛磁铁矿中的 Cr_2O_3 含量随层位升高而迅速降低^[3]。

矿物成分的协变关系是一个重要特征。攀枝花矿区单斜辉石与钛磁铁矿中的 Sc 、单斜辉石与钛铁矿中的 MnO 都有良好的协变关系 (图 1), 表明造岩矿物与金属矿物是在大致平衡的条件下同时结晶的。红格矿区钛磁铁矿的 Cr , 以及钛铁矿中的 MgO 均与岩石中 MgO 的相对含量呈正相关, 反映出类似的关系。

(七) 应当指出, 在富矿层中 偶见伟晶状的致密小矿脉沿 构造裂隙贯入围岩之中; 矿层中的造岩矿物有蚀变现象, 部分铁钛氧化物蚀变交代斜长石和辉石。

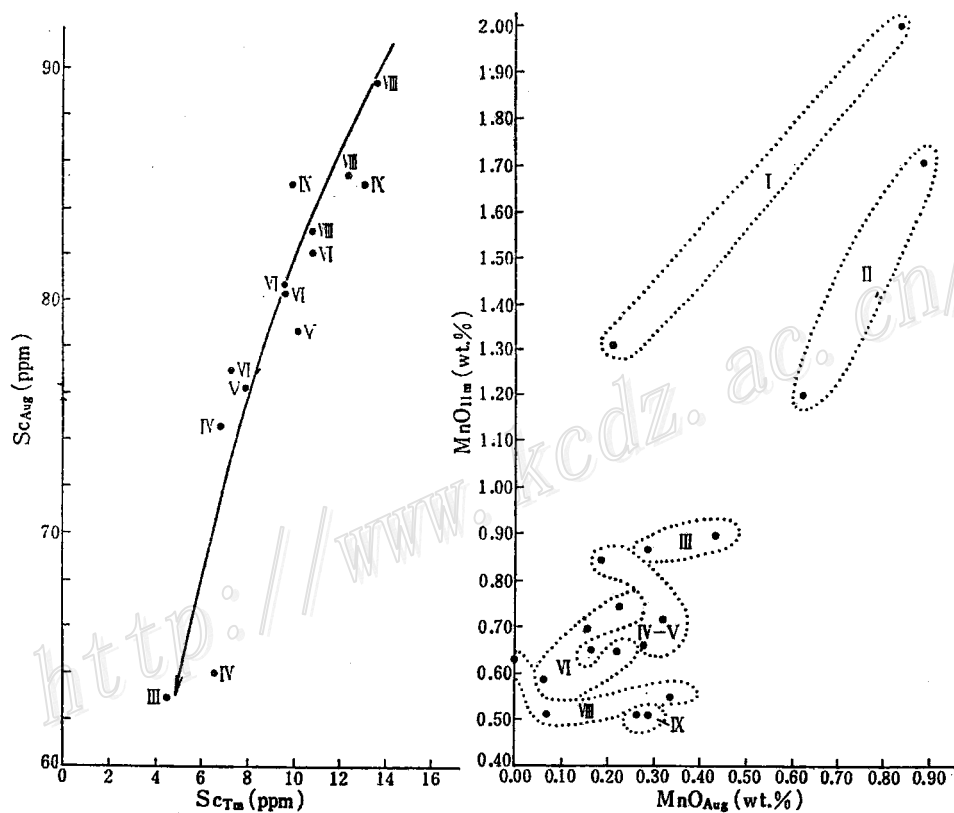


图 1 单斜辉石 (Aug) 与钛磁铁矿 (Tm) 中的 Sc 及钛铁矿 (IIm) 中 MnO 的协变关系
I—IX—矿带编号

Fig. 1. Correlation between Sc content of clinopyroxene (Aug) and that of titanomagnetite (IIm) (left), between MnO content of titanomagnetite and that of clinopyroxene (right).

I—IX—Serial number of the ore zones.

二、成岩成矿物理化学条件

(一) 熔融温度

1. 熔融实验及其结果

实验用的样品是攀枝花朱家包包矿段岩体底部的细粒辉长岩。表2是岩石化学成分及矿物含量计算结果。用细粒辉长岩作试料是出于如下考虑：细粒辉长岩分异不明显，化学成分与攀枝花岩体平均化学成分比较接近；目前还不能完全排除细粒辉长岩属于岩体冷凝边的可能。如果它是岩体的冷凝边，则可视为理想的实验样品。

表2 细粒辉长岩的化学成分及矿物含量
Table 2. Chemical composition and mineral contents of fine-grained gabbro

化 学 成 分 (质量%)		矿 物 含 量 (面积%)	CIPW (分子质量%)	
SiO ₂	43.32	斜长石 50	an (钙长石)	25.03
TiO ₂	3.71	辉石 26	ab (钠长石)	24.64
Al ₂ O ₃	14.02	铁钛氧化物 18	or (钾长石)	0.56
Fe ₂ O ₃	8.39	蛇纹石(显微细脉) 3	ap (磷灰石)	1.01
FeO	8.65	黑云母 1	wo (硅灰石)	12.78
MnO	0.25	磷灰石 1	en (顽火辉石)	9.73
MgO	5.95	其他 1	fs (斜铁辉石)	1.73
CaO	11.71		hy (紫苏辉石)	0.42
Na ₂ O	2.88		ol (橄榄石)	4.50
K ₂ O	0.11		mt (磁铁矿)	12.27
P ₂ O ₅	0.43		il (钛铁矿)	6.98
H ₂ O*	1.27			
总计	100.60	100.00		99.65

为观察对比氧化还原环境对熔融作用的影响，采用四种实验方案：①用无盖人造刚玉坩埚作反应器；②用带盖瓷试管作反应器；③反应器同上述瓷试管，附加控制气氛装置，试管中始终保持氮气；④用带盖铁坩埚作反应器。为便于叙述，姑且将上述四种方案依次称为强氧化环境、弱氧化环境、氮气环境及还原环境。表3和表4是在四种环境中所测得的结果。

表3 细粒辉长岩的熔融温度(°C)
Table 3. Melting temperatures(°C)
of fine-grained gabbro

氧化还原条件	固相线温度	液相线温度
强氧化环境		1310
弱氧化环境	1100	1210
氮气环境	1095	1205
还原环境	1090	1155

表4 主要矿物的熔融温度
Table 4. Melting temperatures(°C)
of major minerals

矿 物	强氧化环境	弱氧化环境	氮气环境	还原环境
辉 石		1100—1150	1095—1150	1090—1125
斜长石	—1240	1145—1200	1145—1190	1095—1155
铁钛氧化物	—1310	1120—1210	1120—1205	1090—1100

从实验结果可以看出：①氧化条件越强，熔融温度越高，液相线温度比固相线温度变化幅度大。②除还原环境外，主要矿物熔化顺序一致，辉石先熔，铁钛氧化物稍后，斜长石最后。但铁钛氧化物的熔融温度范围最大，最后熔尽。③弱氧化及氮气两种环境，矿物温度变化范围十分相近。④在还原条件下，铁钛氧化物是最早熔化的矿物，温度上限仅1100°C。

我们的实验以及国外许多类似实验都说明在氧逸度较高的条件下，铁钛氧化物比辉石、斜长石早结晶。这一点无论对于强还原条件下形成的月球玄武岩，还是强氧化条件下形成的

大陆玄武岩都是适用的^{〔8〕}。

2. 矿物包裹体均一温度

矿物包裹体广泛赋存于斜长石和磷灰石中。主要为固相包裹体，且以晶质熔体包裹体为主。包裹体温度测试结果见表5。

表5 辉长岩中熔体包裹体温度数据
Table 5. Temperature data of melt inclusions in fine-grained gabbro

矿床名称	样号	主矿物	包裹体类型	测试方法	恒温时间(h)	始熔温度(℃)	均一温度(℃)
攀枝花	PN-III	斜长石	浅色矿物相 + 金属矿物相	淬火法	4	1080	≥1130
	PN-IV					1070	1150
	PN-V					1100	1130
	PN-VI					1100	≥1160
	PN-VII					1130	>1160
红格	CK287-45	磷灰石		均一法	2—0.5	1000	1163
	CK379-158					1050	1250

均一法恒温时间较短，有可能会使均一化温度偏高。故我们认为1130—1160℃比较合适。这一结果略高于熔融实验所确定的固相线温度。

3. 单斜辉石温度计

计算方法采用邓晋福根据Davis和Boyd的实验资料建立的回归方程^①，参加计算的样品和计算结果见表6。

表6 单斜辉石温度计算结果
Table 6. Temperature calculations of clinopyroxene

岩体或矿区名称	样品编号	岩石名称	温度(℃)
红格黑谷田	H-7	辉长岩	1073.4
	H-12		1080.6
攀枝花 ^①	Ji-02 ^②	浅色流纹辉长岩	1074.3
	N1570-26	细粒辉长岩	1086.5
	Da-2		1062.3
	Da-1		1048.7

①攀枝花尖包包矿段第2旋回上部样品； ②周秀仲1985年资料

(二) 氧化还原环境

1. 过冷却结晶实验

将细粒辉长岩样品分别在还原环境中和弱氧化环境中加温至1200℃，恒温1h。然后用3—4h，使温度逐渐降至900℃，再自然降至室温。在还原环境中斜长石及辉石已不复存在，橄榄石大量晶出，已见不到钛磁铁矿和钛铁矿，所形成的铁钛氧化物是钛铁晶石。此外，有大量钙铁非石(Rhoenite)或钠铁非石(Aenigmatite)晶出。总之，与辉长岩的矿物组合难以对比。然而，在弱氧化环境中，斜长石、磁铁矿、钛铁矿及辉石均又晶出。斜长石呈细

① 邓晋福，1980，岩石物理化学

长条状,长0.4—1mm,无定向均匀分布。辉石呈他形,铁钛氧化物为他形或半自形,两者和玻璃质一起充填在斜长石组成的三角形空隙中,具较典型粗玄结构(照片4)。与原样相比,辉石量有所减少。图2是原样、过冷却结晶样及1200℃淬火样的X射线粉末衍射图。从图看出,原样与过冷却实验样谱线相当一致。可见,形成细粒辉长岩的氧化环境与弱氧化环境是接近的。过冷却结晶作用是在不平衡条件下进行的,形成的结构与原岩应有根本差别。

2. 岩浆氧逸度估算

莫宜学通过对岩浆氧化物组分的偏摩尔体积实验研究,确定了岩浆的氧逸度对压力的依赖关系,提出了求任意温度和压力条件岩浆氧逸度计算方法^[4]。据

此,我们对攀西含矿岩体进行了计算。岩浆的温度参照熔融实验结果,压力拟定为0.1—0.3GPa。参与计算的岩石化学数据列于表7。表8及图3是计算结果。图中曲线号与表中序号一致。

由计算结果可以看出:①氧逸度值均相当高。莫尔斯等曾对斯凯尔加德侵入体进行过估算^[9],提出岩浆结晶早期,温度为1180℃,压力为109.5MPa时,氧逸度值为 $10^{-3.65}$ Pa。②同一含矿岩体不同二级旋回,或相同二级旋回不同层位,氧逸度有一定差别。由表8和图3均可看出,攀枝花两个二级旋回之氧逸度具下高上低变化趋势。9号样属白马第一旋回上部岩层,8号为第二旋回底部或下部岩层,这些样品均靠近矿层,氧逸度明显偏高。说明岩浆在分异演化过程中氧逸度逐渐下降,新岩浆补给时氧逸度再次回升。然而,残留岩浆氧逸度较低,会给后来岩浆造成影响。③细粒辉长岩的氧逸度值比含矿岩体高,与其产出条件是一致的。

$\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{FeO}$ 比值高是攀西含矿岩体一大特点,从表9即可看出其 $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{FeO}$ 比值比世界上著名的层状基性岩体高出几倍至几十倍。变价元素铁的这种变化,显然与氧化还原环境有关。

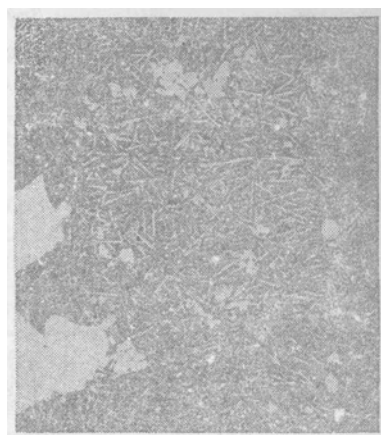
上述事实说明,攀西含矿岩体在岩浆结晶早期无疑处于氧逸度较高的环境中。

我们也曾用布丁顿和林斯利确定的铁钛氧化物固溶体组成与温度和氧逸度关系对100多个样品进行了计算。结果是,铁钛氧化物化学平衡温度最高为1020℃,最低为590°,多集中于880—660℃之间;对应的氧逸度集中在 $10^{-7.9}$ — $10^{-14.5}$ Pa之间。这样的温度和氧逸度只能说明固相线下的状态变化。

3. 压力估计

本区从震旦系底部到峨眉山玄武岩喷发之前,最大沉积厚度大约4200m。因此震旦系底部的静水压力大约为0.1—0.15GPa。如果这些岩体侵入于会理群之中,总压力也不会超过0.5GPa。

按Carmichael等提供的缓冲剂反应式,选用红格矿区黑谷田的两件辉长岩样品计算平衡压力 P_{H} 。设岩体矿物结晶平衡温度为1050℃, $\lg f_{\text{O}_2} = -4$ — -5 ,压力大约在0.5GPa左右。



照片4 过冷却结晶实验样薄片
×5 P1200(攀枝花)

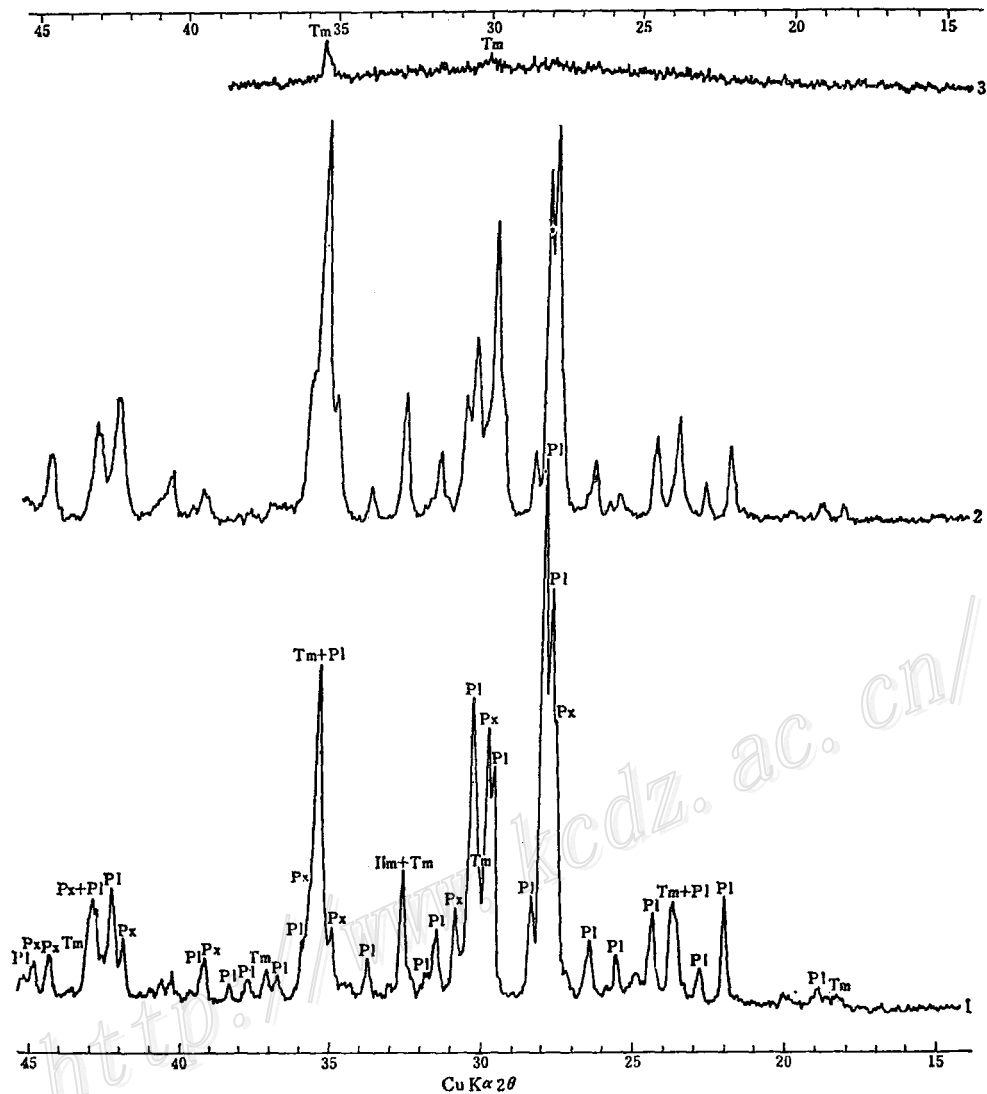


图 2 实验样品X射线粉末衍射对比图

1—原样；2—过冷却结晶样；3—1200℃淬火样

Fig. 2. X-ray powder diffraction patterns of the experimental samples.

1—Original sample, 2—Overcooling crystallized sample, 3—Sample quenched at 1200°C.

表 7 参与氧逸度计算的岩石化学数据 (质量%)

Table 7. Petrochemical data involved in oxygen fugacity calculation (in mass percentage)

矿区及样品相对部位		岩 石 名 称	序号	Fe ₂ O ₃	FeO	SiO ₂	Al ₂ O ₃	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	样品件数
攀枝花	含矿岩体底部	细粒辉长岩	1	8.39	8.65	43.32	14.02	5.95	11.71	2.88	0.11	1
	第二旋回	浅色辉长岩	2	3.31	6.62	45.40	19.31	4.15	10.95	3.71	0.16	1
		浅色辉长岩	3	5.58	7.62	43.23	18.39	4.12	11.28	3.23	0.14	2
		浅色辉长岩	4	3.80	5.48	45.24	22.76	2.81	12.73	3.01	0.16	1
	第一旋回	辉 长 岩	5	4.21	16.35	36.74	18.08	3.47	10.42	1.95	0.18	2
		辉 长 岩	6	6.54	17.42	35.24	12.05	6.30	10.86	0.36	0.07	1

续表 7

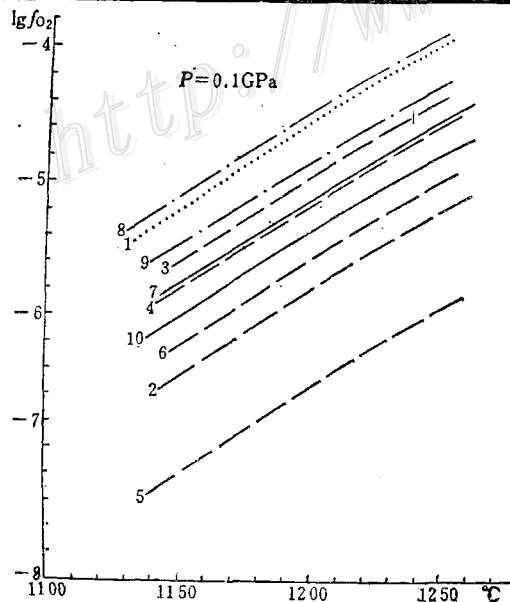
矿区及样品相对部位	岩石名称	序号	Fe ₂ O ₃	FeO	SiO ₂	Al ₂ O ₃	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	样品件数
红 格	辉 长 岩	7	6.47	9.71	37.66	12.99	6.03	12.15	2.22	0.95	10
白 马	B 旋回下部 微橄辉长岩-斜长橄 榄岩-辉长橄榄岩	8	8.15	12.25	38.83	16.06	6.29	8.97	2.45	0.29	11
	A 旋回上部 微橄辉长岩-辉长岩	9	6.76	11.99	39.46	15.15	7.48	9.56	2.03	0.30	6
太 和	辉 长 岩	10	5.65	9.28	39.10	15.02	6.13	12.74	2.58	0.38	39

注：化学分析数据来自刘杖（1982）；B、A为白马岩体二级韵律旋回的代号

表 8 氧 逸 度 计 算 结 果 (lg f_{O_2})^①

Table 8. Calculations of oxygen fugacity

温 度 压 力 序 号	1150℃		1200℃		1250℃	
	0.1GPa	0.3GPa	0.1GPa	0.3GPa	0.1GPa	0.3GPa
1	-5.18	-4.81	-4.56	-4.32	-3.98	-3.75
2	-6.45	-6.20	-5.83	-5.59	-5.25	-5.02
3	-5.59	-5.35	-4.97	-4.74	-4.39	-4.17
4	-5.81	-5.65	-5.19	-4.95	-4.61	-4.38
5	-7.19	-6.94	-6.57	-6.33	-5.99	-5.76
6	-6.22	-5.97	-5.60	-5.36	-5.02	-4.79
7	-5.77	-5.52	-5.15	-4.91	-4.57	-4.34
8	-5.12	-4.88	-4.50	-4.27	-3.92	-3.70
9	-5.47	-5.23	-5.48	-4.62	-4.27	-4.05
10	-5.98	-5.73	-5.36	-5.12	-4.78	-4.55

图 3 岩浆 f_{O_2} - T 相关图Fig. 3. f_{O_2} - T diagram of the magma.

① 表8及图3中 $lg f_{O_2}$ 值是由bar为单位的氧逸度求得的，若反算成氧逸度后，换算成Pa时，应乘 10^5

表 9 攀西含矿岩体及其他著名层状基性侵入体铁钛氧化物含量 (质量%) 对比
Table 9. Fe-Ti oxide contents (mass%) of Panzhihua—Xichang ore-bearing rock masses in comparison with other well-known layered basic intrusive bodies

岩体名称	Fe ₂ O ₃	FeO	TiO ₂	$\frac{Fe_2O_3}{FeO}$	资料来源
攀 枝 花	6.64	10.11	4.22	0.67	参考文献〔5〕 820协作组, 1981
	4.01	7.51	3.09	0.53	
	6.21	8.81	4.17	0.70	
白 马	5.26	10.04	3.33	0.52	参考文献〔6〕
太 和	5.65	9.28	4.80	0.61	
红 格	8.14	11.81	6.44	0.69	
斯凯尔加德 (边部辉长岩)	1.32	8.44	1.17	0.17	Wager and Brown, 1967 ⁽⁷⁾
斯蒂尔瓦特 (底部)	0.26	9.88	0.45	0.03	H. H. Hess, 1960 ⁽⁷⁾
布什维尔德 (顶部)	2.37	14.70	2.02	0.16	
大“岩墙” (顶部)	0.70	10.26	0.30	0.07	

注: 表中国外各岩体均为冷凝边辉长岩⁽⁷⁾

三、矿床成因类型

(一) 由岩体产出地质构造背景、岩浆氧逸度估算及 Fe₂O₃/FeO 比值对比分析, 攀西含矿层状岩体与国外著名层状岩体不同, 有其独特的物理化学环境, 在岩浆状态或结晶早期, 应该处于较氧化的环境中。这种环境有利于铁钛氧化物早期富集。

(二) 矿层位于岩体或韵律旋回下部或底部, 是由于它们熔点高、生成早, 并非是富铁残浆重力分异的结果。实验表明, 在弱氧化环境, 被熔化样品随温度下降, 可以形成与原样大致相同的一套矿物组合; 在弱氧化环境及氮气氛中可以得到一致的矿物熔化顺序及相似的熔化温度。说明此两种条件与成岩成矿环境比较接近。而这两种条件所测得的铁钛氧化物具最高的温度上限, 即铁钛氧化物比辉石、斜长石开始结晶早。

我们曾分别在氮气氛和还原两种环境中进行了高温 (1200℃) 淬火实验。镜下观察淬火样品, 在氮气氛中仍保留极少量磁铁矿, 还原环境中新晶出了一些镁铁橄榄石, 绝大部分为均一黄褐色玻璃。表10是玻璃的电子探针分析结果。在还原环境中铁组分由下向上迅速降低, SiO₂、Al₂O₃、Na₂O 恰恰相反。然而在氮气氛中, 铁组分、SiO₂、Al₂O₃ 虽仍有上述变化趋势, 变化幅度却大大减弱。尽管对这种极简单的模拟不宜设想过多, 却可以说明氧分压的增高, 不利于熔浆中不同化学组分的分离或聚集。因此, 岩浆演化过程中析出大量熔离矿浆并聚集在岩体或韵律旋回底部成矿的可能性不大。因此, 我们认为将小矿脉的出现作为判断矿床成因的依据是不合适的。

(三) 铁钛氧化物具有最大的熔融温度范围 (表4), 其始熔温度与岩浆固相线很接近。因此, 它和辉石及斜长石在很宽的温度间隔同时结晶。从含矿岩体中也可以看出, 整个结晶演化过程均有铁钛氧化物的晶出, 它的晶出不受基性程度变化的约束。微量元素 Sc 及 MnO 在矿物中的协变关系也给同时结晶提供了佐证。

表 10 1200℃淬火样品玻璃质电子探针分析结果
Table 10. Electron microprobe analyses of glass samples quenched at 1200℃

条件	点号	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃ + FeO	CaO	SiO ₂	MgO	MnO	TiO ₂	K ₂ O	Na ₂ O	总计
还原环境	1	13.72	16.73	11.49	43.62	6.05	0.23	3.79	0.00	3.14	98.76
	2	13.98	16.80	11.69	43.02	6.45	0.04	4.03	0.00	3.14	99.15
	3	14.03	17.32	11.80	43.41	6.17	0.19	4.07	0.00	3.36	100.37
	4	13.50	18.06	11.35	43.20	6.47	0.17	3.95	0.00	2.87	99.57
	5	13.59	19.53	11.58	41.63	5.55	0.11	3.94	0.00	3.01	98.94
	6	12.72	21.14	11.60	40.72	5.88	0.32	3.60	0.00	2.98	98.96
	7	13.16	21.20	11.30	41.15	5.66	0.21	4.16	0.00	2.64	99.48
	8	12.85	22.59	11.01	40.45	5.81	0.19	3.53	0.00	2.41	98.85
	9	13.13	22.86	11.06	39.59	5.66	0.25	3.84	0.00	2.58	98.97
	10	12.90	26.23	11.00	38.73	5.49	0.04	3.78	0.00	2.26	100.42
氮气	10	15.92	13.27	11.16	46.79	5.35	0.21	3.61	0.54	2.33	99.19
	9	15.41	13.85	11.16	46.17	5.55	0.28	3.62	0.41	2.53	98.99
	8	15.21	14.04	11.48	46.02	5.52	0.29	4.01	0.26	2.60	99.43
	7	14.85	14.02	11.43	45.90	5.97	0.27	3.70	0.00	2.73	98.91
	6	15.22	14.30	11.98	45.80	5.43	0.33	3.50	0.00	2.58	99.14
	5	14.64	15.16	11.79	44.93	6.19	0.33	3.81	0.00	2.57	99.42
	4	14.52	14.34	11.66	45.88	6.41	0.15	3.62	0.00	2.49	99.07
	3	14.55	14.96	11.75	45.46	6.04	0.21	3.62	0.00	2.54	99.04
	2	14.99	13.78	11.33	46.19	6.30	0.24	3.62	0.00	2.54	98.99
	1	14.74	15.78	11.34	44.02	6.29	0.11	3.77	0.00	2.52	98.57

(地矿部矿床所杨明明分析)

(四) 分层计算氧逸度表明, 伴随岩浆分导演化, 氧分压不断下降。反映在含矿岩体中, 由下而上钛磁铁矿在铁钛氧化物中比例不断减小。氧分压的变化会影响铁钛氧化物的结晶温度, 嵌晶结构—镶嵌结构—海绵陨铁结构的形成及变化规律应为上述因素共同作用的结果。海绵陨铁结构并不一定表明造岩矿物结束结晶之后铁钛氧化物才结晶, 只是反映了铁钛氧化物结束结晶稍晚而已。没有理由根据矿物生成先后关系把同一矿层分为岩浆早期、中期、晚期矿床类型。

(五) 根据铁钛氧化物计算的温度普遍较低, 因为这种温度是固相线下再平衡的温度, 不是它们的结晶温度。诚然, 矿层中的造岩矿物有蚀变现象; 部分铁钛氧化物熔蚀交代斜长石和辉石。但这种现象不能作为岩浆晚期成矿的主要依据。

我们认为确定岩浆矿床的成因类型, 应当在充分研究成岩成矿机制的基础上进行。如果攀西层状含矿岩体由岩浆多次脉动贯入形成, 这种层状钒钛磁铁矿矿床应属岩浆早期矿床。

由于我们水平有限, 文中难免有谬误疏漏之处, 敬请专家、同行不吝赐教。

参 考 文 献

- [1] 孙忠和、元绍改、党泽发 1984 攀西地区与钒钛磁铁矿有关的基性—超基性岩体的形成时代问题 矿床地质研究所所刊 第1号
- [2] 袁海华、刘 杖 1985 攀西裂谷岩浆岩同位素地质年代学初步研究 《中国攀西裂谷文集》 地质出版社
- [3] 卢记仁、张承信、顾光先 1980 四川红格层状钒钛磁铁矿床的分布和状态 中国地质科学院院报矿床地质

研究所分刊 第1卷 第1期

- [4] 莫宣学 1984 岩浆中氧化物组分的偏摩尔体积及其岩石学意义 地球科学 总24期
- [5] 王正允 1982 四川攀枝花含钒钛磁铁矿层状辉长岩体的岩石学特征及其成因初探 矿物岩石 第2卷 第1期
- [6] 刘 杖 1985 攀西地区层状侵入体 《中国攀西裂谷文集》 地质出版社
- [7] I. S. E. 卡迈克尔、F. J. 特纳、J. 费尔福根 (从柏林等译) 1982 《火成岩石学》 地质出版社
- [8] Hill, R. and Roeder P., 1974, The crystallization of spinel from basaltic liquid as a function of oxygen fugacity. J. Geol. 82:709—727.
- [9] Morse, S. A., 1980, Basalts and Phase Diagrams. Springer—Verlag.

GENETIC TYPE OF V-Ti MAGNETITE DEPOSITS IN PANZHIHUA-XICHANG AREA

Lu Jiren, Zhang Chengxin, Zhang Guangdi and Gu Guangxian
(Institute of Mineral Deposits, Chinese Academy of Geological Sciences, Beijing)

Liu Yushu and Huang Yuneng

(No. 106 Geological Party, Bureau of Geology and Mineral Resources of Sichuan Province,
Miyi County, Sichuan Province)

Abstract

The layered rock masses distributed in North-South direction are controlled by deep faults and can be divided into two series, i. e., gabbro and gabbro-pyroxenite-olivine pyroxenite, with the isotopic age being 500 Ma or so.

In the rock masses there are well-developed structures of rhythmic stratifications. As a result of pulsating intrusion of the new magma, rhythmic stratifications show apparent multicyclic characteristics. In the same rhythm the basicity of the rock gradually decreases from the lower part to the upper.

Ore layers are concentrated in the lower part of the rock masses or at the bottom of a rhythmic cycle. Poikilitic, mosaic and spongy structures are found successively from the bottom of a rhythmic cycle upwards. Good correlations between Sc content of clinopyroxene and that of Ti-magnetite, as well as between MnO in clinopyroxene and that in ilmenite suggest that rock-forming minerals crystallized simultaneously with Fe-Ti oxides in approximately equilibrium conditions.

The high $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{FeO}$ ratio and the occurrence of the rock masses and oxygen fugacity calculations show that when melting the rock masses were in an environment of high oxygen fugacity, which was favorable for the crystallization of Fe-Ti oxides at an early stage.

The melting experiments indicate that solidus temperature of rock mass is about 1095°C, liquidus temperature is 1210°C, the upper temperature limit and

the initial melting temperature of the Fe-Ti oxides are 1205—1210℃ and around 1095℃ respectively, implying their crystallization at the earliest stage. The rock-forming minerals and Fe-Ti oxides crystallize together in a rather wide range of temperature.

The temperature and oxygen fugacities calculated from Fe-Ti oxides correspond to state parameters of reequilibrium under solidus rather than to physicochemical conditions of magmatic fractional crystallization.

The V-Ti magnetite deposits in Panzhihua-Xichang area are early magmatic deposits instead of late magmatic ones.

<http://www.kcdz.ac.cn/>